1979—2017 年青藏高原色林错流域气候变化分析[①]

王坤鑫[1,2]， 张寅生[1,3]， 张 腾[1,2]， 余坤伦[1,2]， 郭燕红[1]， 马 宁[1]
（1. 中国科学院青藏高原研究所环境变化与地表过程重点实验室，北京 100101；2. 中国科学院大学，北京 100101；
3. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心，北京 100101）

摘 要： 利用中国区域地面气象要素数据集（CMFD）和 GLDAS 数据集的 1979—2017 年格点气温（2 m）、降水、比湿、风速（10 m）、太阳辐射资料，运用线性回归、累积距平、滑动平均及 Mann-Kendall 突变检验方法，研究了近 39 a 来色林错流域气候特征和时空变化规律。结果表明：色林错流域多年平均气温为 −1.8 ℃，降水量为 389.4 mm，比湿为 3.2 $g \cdot kg^{-1}$，太阳辐射为 236.2 $W \cdot m^{-2}$，风速为 3.7 $m \cdot s^{-1}$。色林错流域的月平均气温仅在 5—9 月高于 0 ℃，流域平均气温以 0.049 ℃ · a^{-1} 的速率呈显著升高之势。流域降水集中在 6—9 月，占全年降水量的 80% 以上，流域平均年降水量以 4.65 $mm \cdot a^{-1}$ 的速率显著增大。气温的升高和降水的增加暗示了色林错流域在近几十年来呈现显著的暖湿气候背景。1979—2017 年，流域年均风速变化在空间上表现为南部增大、北部减小，减小速率以流域东北部最大。多年平均太阳辐射空间分布整体呈自东向西逐渐增大的趋势，时间变化以 −0.29 $W \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ 的速率显著减小，1980s 中期至 2000s 中期减小尤为明显。流域的年均比湿变化趋势并不显著，但 2006 年开始呈显著减小之势。本研究结果对该流域的湖泊扩张机制、生态系统对气候变化的响应以及物候变化等研究具有指示意义。

关键词： 青藏高原；色林错流域；气候特征；气候变化；趋势分析

青藏高原被称为地球"第三极"，平均海拔在 4 000 m 以上[1]，是地球上海拔最高的地理单元，同时被誉为"亚洲水塔"，孕育包括长江、黄河在内的众多亚洲大江大河，供给着面积超过 1.34 × 10^7 km^2、2.0 × 10^9 人口的水资源[2]。自 20 世纪 80 年代以来，青藏高原经历了显著的气候变化，整体表现为气候暖湿化、日照时长减少以及风速降低。其中，青藏高原变暖幅度在近 50 a 来超过北半球同纬度的其他地区。气候暖湿化触及更深的云层，导致日照时长减少；风速则在大气环流的影响自 20 世纪 70 年代开始减小，2002 年以后逐渐增大[3-4]。青藏高原的气候变化改变了水分和能量循环，重塑了当地的环境[5-6]，带来显著环境变化，包括冰川融化加速、冻土消融加快、径流变化、自然灾害加剧等[7]，湖泊水位也对气候变化作出响应[8]。

青藏高原是我国湖泊数量最多、面积最大的地区之一，面积大于 1 km^2 的湖泊超过 1 000 个。在气候变化的背景下，近几十年来青藏高原湖泊显著扩张，尤以高原北部为甚[9]。其中，色林错位于高原中部，自 1976 年以来湖泊面积扩张了约 40%，成为西藏第一大湖，也是仅次于青海湖的中国第二大咸水湖[10-12]。与此同时，湖泊的快速扩张导致了湖泊周边高寒草原和草甸退化，影响了生态与环境。近年来，色林错湖水上涨已给申扎、班戈等地牧民的生产生活带来不同程度的影响。目前，在色林错流域已开展了湖泊尺度的湖泊水位和面积监测[13-15]、湖泊变化对气候变化的响应[16]，以及流域尺度的流域水储量变化[17]、积雪覆盖动态变化[18]、实际蒸散发的时空变化[19]等研究。

近年来，青藏高原气候变化研究主要集中在东部、东北部以及南部等气象站点较多的地区，诸如黑河流域上游[20]、雅鲁藏布江流域等。例如李林等[21]分析了 56 a 来青藏高原东北部气候变化的异质性，表明该地区年平均气温增加速率高达 0.039 ℃ · a^{-1}，气温突变发生在 1994 年前后；李海东等[22]的研究表明，雅江源区是中国同期高温最显著

① **收稿日期：** 2019－08－02； **修订日期：** 2019－11－27
基金项目： 中国科学院战略先导 A 专项（XDA20060201）；国家自然科学基金项目（41430748）；国家重点研发项目（2017YFA0603101）；国家自然科学基金青年项目（41701082，41801051）资助
作者简介： 王坤鑫（1992－），女，博士研究生，主要从事寒区水文气象研究．E-mail：wangkunxin@itpcas.ac.cn
通讯作者： 张寅生．E-mail：yszhang@itpcas.ac.cn

的区域。然而,色林错流域地处高原腹地,气候十分恶劣,流域内仅有一个中国气象局气象站——申扎站,目前该流域的现代气候变化研究暂付阙如,而阐明该流域的气候变化特征,对揭示色林错湖泊扩张至关重要,为流域径流变化提供气候背景,有利于阐明高原内流湖对气候变化的响应机制。本研究利用中国区域地面气象要素数据集(简称 CMFD)和全球陆地数据同化系统资料(简称 GLDAS),分析色林错流域在全球气候变化背景下近 39 a 来的气候特征和时空变化趋势,对指导当地农牧业生产生活和生态环境效应具有重要的现实意义,同时为将色林错流域建成多功能于一体的国家公园提供科学支撑。

1 资料与方法

1.1 研究区概况

色林错流域(图 1)位于羌塘高原中南部(30°03′ ~ 33°40′N, 87°39′ ~ 92°26′E)[19],流域面积 45 530 km^2,平均海拔高度在 4 500 m 以上[23],色林错湖泊面积为 2 387.5 km^2。流域内除色林错外,还有大小湖泊 20 余个,形成西藏最大的内陆湖水系,气候大多属高原亚寒带,以半干旱气候为主[24]。流域内常年径流补给湖泊的河流主要有 4 条,分别为扎加藏布、扎根藏布、阿里藏布和波曲藏布,北岸汇入的扎加藏布全长 409 km,流域面积 14 850 km^2,源于藏北的冰川山脉唐古拉、格拉丹东、吉热格帕,是西藏境内最长的内流河[16];于色林错西岸入湖的扎根藏布,是西藏流域面积最大的内流河,全长 355 km。

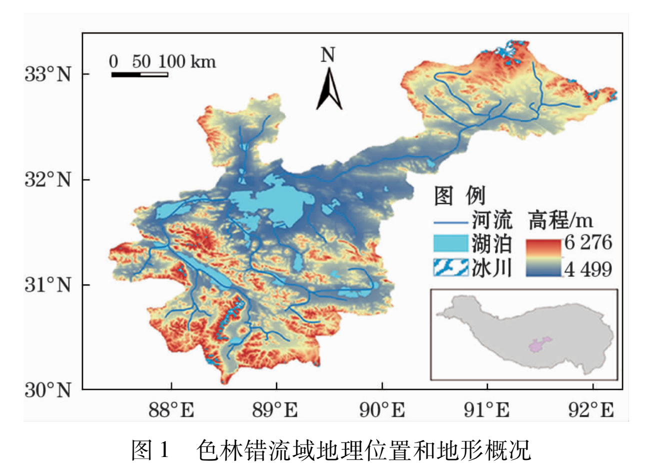


图 1 色林错流域地理位置和地形概况

Fig. 1 Geographical location and topography of the Selin Co Basin

1.2 数据来源和研究方法

主要基于中国科学院青藏高原研究所开发的中国区域地面气象要素数据集(CMFD)中的格点气温(2 m)、降水、比湿、风速(10 m)和太阳辐射资料,探讨色林错流域的现代气候特征及其变化趋势。色林错流域 1979—2016 年的气象数据来源于 CMFD,而 2017 年的气象数据源于 GLDAS 的原始气象驱动。

CMFD 数据集以国际上现有的 Princeton 再分析资料、GLDAS 气象驱动资料、GEWEX-SRB 辐射资料和 TRMM 降水资料为背景场,融合了中国气象局常规气象观测数据制作而成[25-28]。CMFD 数据整体准确度较高[17],已被广泛应用于水文和气候模拟研究[29-30,17]。本文将流域内 1981—2015 年申扎气象站的月平均气温、月降水量的观测值与 CMFD 数据集申扎站所在格点数据进行比较(图 2),评估结果显示,月平均气温的观测值与 CMFD 值的相关系数 R^2 为 0.999 4,均方根误差 RMSE 为 1.186 0;月降水量的观测值与 CMFD 值的相关系数 R^2 为 0.986 7,RMSE 为 4.674 8。相关系数皆大于 0.98,且 RMSE 在误差范围内,证明 CMFD 数据集在色林

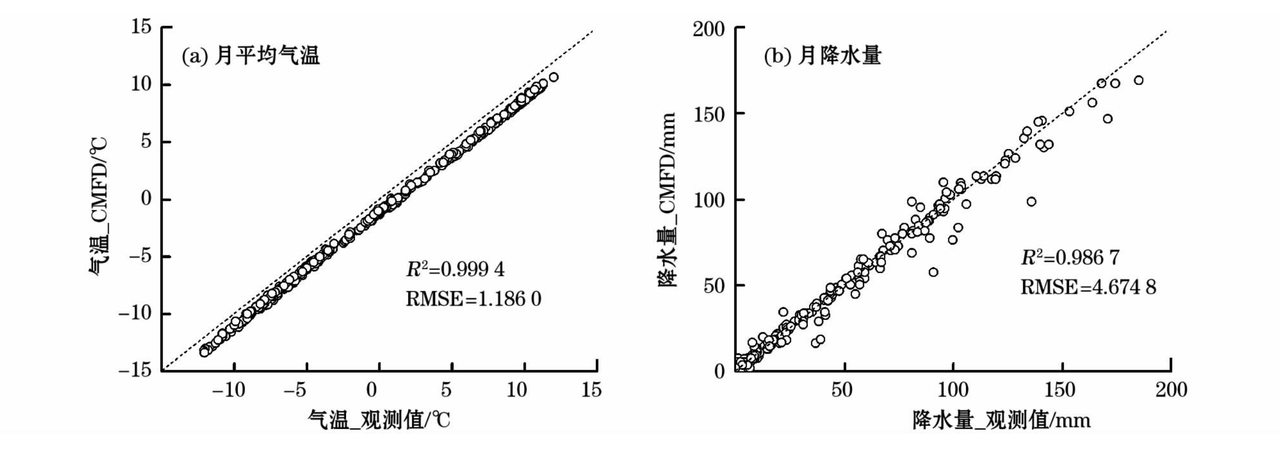


图 2 1981—2015 年申扎气象站观测值与 CMFD 数据对比

Fig. 2 Comparison of monthly averaged values at Xainza Station between CMA observations and CMFD during 1981 - 2015

错流域具有较高的合理性和适用性,可用于流域的气候变化研究。

气候要素的变化速率以线性回归法进行分析,并对其趋势系数进行显著性检验,只有当趋势通过信度为0.05的显著性检验时,方才认为变化趋势显著,否则认为变化趋势不显著。运用5 a滑动平均、年代距平法和累积距平法来分析气候要素的阶段性变化特征,气候要素的突变检验采用Mann-Kendall法(简称M-K突变检验)。当*UF*超过95%显著性水平时,表明该要素变化趋势显著(临界线为±1.96),在置信区间内*UF*和*UB*的交点即为突变点,目前该方法普遍用于气候要素的突变检验。以上具体计算方法参见文献[31]。此外,季节划分分别取3—5月、6—8月、9—11月、12月至次年2月为春、夏、秋、冬季。

2 色林错流域气候特征

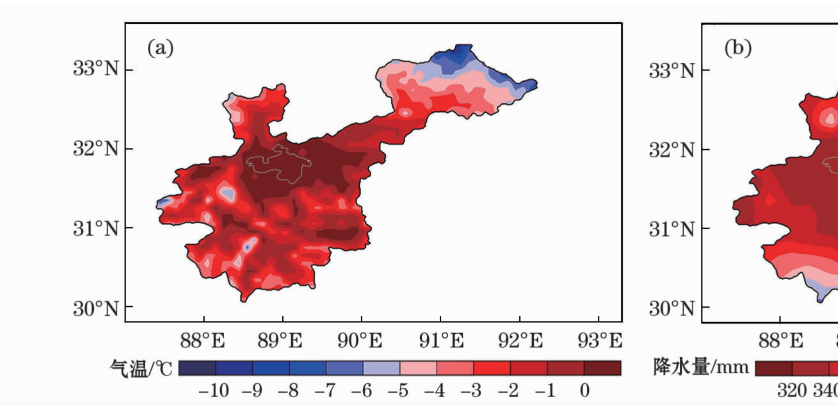
2.1 气温和降水

由图3a可知,色林错流域多年平均气温-1.8 ℃,年平均气温空间分布与海拔高度显著相关。具体而言,流域内海拔较低的地区,如色林错湖泊毗邻地区多年平均气温最高可达1.0 ℃,而在高海拔地区,如唐古拉山南麓和甲岗雪山地区,多年平均气温甚至可低于-10 ℃。季节尺度上,流域春季和秋季的平均气温分别为-2.2 ℃和-1.4 ℃,且春、秋季的空间分布较为类似,色林错湖区多年平均的春季和秋季气温约为0 ℃,而高海拔地区的春、秋季气温在-5~-2 ℃。流域的夏季平均气温为7.4 ℃,流域内气温普遍高于5 ℃,最高可达12 ℃以上;而冬季平均气温为-11.3 ℃,流域内气温普遍低于-10 ℃,最低达-16 ℃以下。流域多年平均的月平均气温最高出现在7月(约为8.1 ℃),8月次之;气温最低出现在1月,1月多年平均气温为-12.5 ℃。整个色林错流域的月平均气温5—9月在0 ℃以上,其他月份则低于0 ℃(图4)。

1979—2017年,色林错流域多年平均年降水量为389.4 mm,空间分布表现为流域东北部出现降水峰值,年降水量普遍高于460 mm,而流域其他地区的降水整体呈自南向北递减(图3b),流域南部的部分地区年降水量在400 mm以上,最小值则出现在色林错湖泊区的南部,约为320 mm。流域内降水的季节分配十分不均,夏季流域降水量一般在200 mm以上,且空间分布特征与年降水量特征极为相似,最大值亦出现在流域东北部,该地区夏季降水量可达350 mm以上。整个流域的冬季降水量普遍不足10 mm,春季流域除东北部以外,大部分地区降水量不足40 mm,秋季降水量则在60 mm以上。年内降水主要集中于6—9月(图4),占全年降水的83%,其中以7—8月降水最大,分别可达100.3 mm和97.3 mm,约占全年降水的50%。而11月至次年3月,流域多年平均的月降水量均低于10 mm。这是由于夏季季风期(6—9月),流域主要受来自印度洋西南季风的控制,暖湿的大洋水汽经阿拉伯海输送至青藏高原或穿过孟加拉湾翻越喜马拉雅山脉北上,输送到青藏高原腹地,水汽量大,降水多;而在其他月份,流域主要受到西风带及偏北风控制,输送水汽较少,降水也较少[32]。

2.2 比湿、太阳辐射和风速

1979—2017年,色林错流域年平均比湿最大的地区位于色林错湖泊及其周边地区,约为3.5 g·kg^{-1},这可能与局地湖水蒸发作用有关,而流域西南部分地区年均比湿较小(图5a)。色林错流域年平均比湿为3.2 g·kg^{-1},各季节平均比湿空间分布模



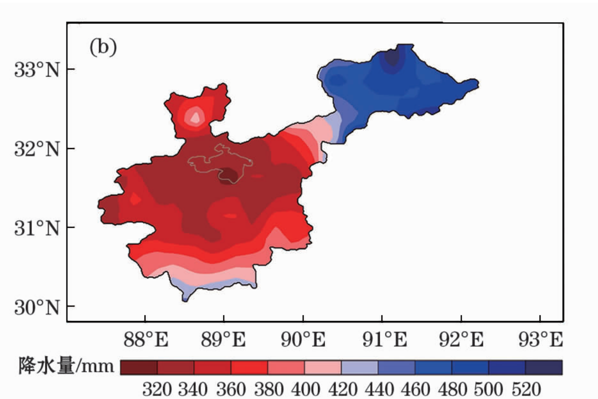


图3 流域年平均气温和年降水量空间分布

Fig. 3 The spatial distribution of annual mean air temperature and annual precipitation

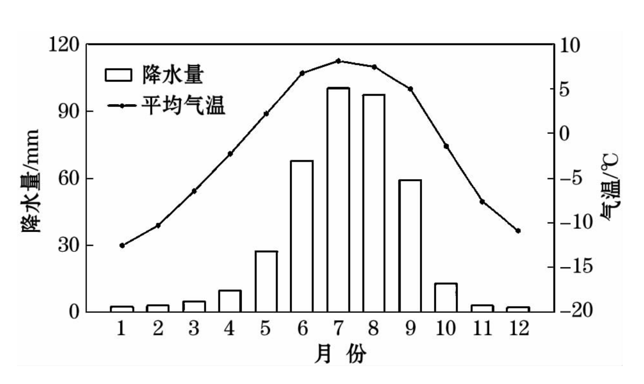


图 4　流域多年平均的逐月气温和降水量

Fig. 4　Multi-year averaged monthly air temperature and precipitation of Selin Co basin

态与年均比湿较为类似。比湿的年内变化非常显著,表现为夏季比湿最大,均值为 6.5 g · kg^{-1},其中 7 月多年平均比湿最大,可达 7.1 g · kg^{-1},8 月次之(6.9 g · kg^{-1}),6 月和 9 月平均比湿约为 5.0 g · kg^{-1}。冬季比湿最小, 11 月至次年 2 月的比湿仅约 1.0 g · kg^{-1}。

色林错流域 1979—2017 年年平均太阳辐射 236.2 W · m^{-2},其中空间分布整体呈自东向西逐渐增大的趋势(图 5b)。色林错流域东部和东北部年均太阳辐射较小,约为 220 ~236 W · m^{-2};而流域西南部的年均太阳辐射可达 245 W · m^{-2}以上,色林错湖面的年均太阳辐射为 240 W · m^{-2}。年内变化上,太阳辐射月均最大值出现在 5 月,约为 308.2 W · m^{-2},而 6 月和 7 月的太阳辐射略小于 5 月,月均值分别为 300.8 W · m^{-2}和 268.9 W · m^{-2},这可能是夏季对流性天气频发造成的。11 月至次年 1 月,流域内太阳辐射皆低于 190 W · m^{-2},其中 12 月太阳辐射最小,仅为 156.6 W · m^{-2}。

由图 5c 可见,色林错流域多年平均风速最大值出现在流域北部,可达 4.2 m · s^{-1}以上,并由北向南减小,流域南部多年平均风速小于 2.4 m · s^{-1}。色林错流域多年平均风速为 3.7 m · s^{-1},多年平均的月均风速最大值出现在 3 月,约为 4.7 m · s^{-1};而 8 月风速最小,平均风速为 2.7 m · s^{-1}。季节尺度上多年平均风速的空间分布与年均风速相似,表现为冬季年均风速最高,平均风速为 4.3 m · s^{-1},流域北部风速可达 5 m · s^{-1}以上;夏季年均风速最低,仅为 3.0 m · s^{-1},流域南部风速低于 2 m · s^{-1};春季和秋季年均风速的空间变化较为一致,相同位置上,春季年均风速比秋季高出 1 m · s^{-1}。

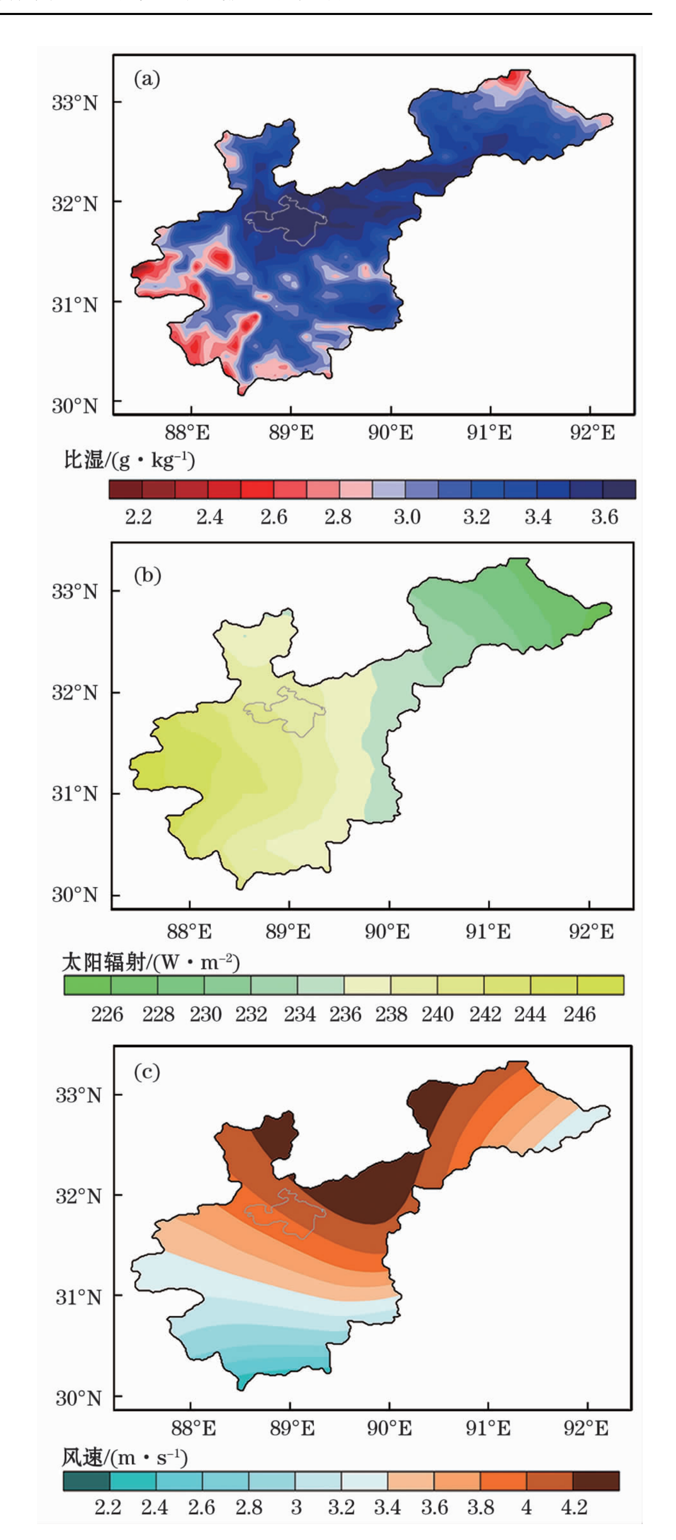


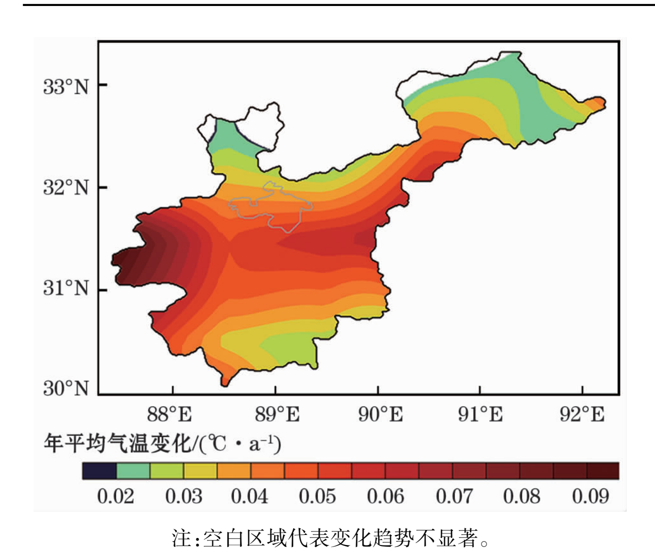
图 5　流域多年平均比湿、太阳辐射和风速的空间分布

Fig. 5　The spatial distribution of multi-year averaged specific humidity, solar radiation and wind speed

3　色林错流域气候变化

3.1　气温变化

1979—2017 年, 色林错流域的平均气温以 0.049 ℃ · a^{-1}的速率升高(r =0.733, 通过信度为



注:空白区域代表变化趋势不显著。

图6　1979—2017年流域年均气温变化趋势的空间分布

Fig. 6　Spatial distribution of the tendency of annual mean temperature during 1979－2017

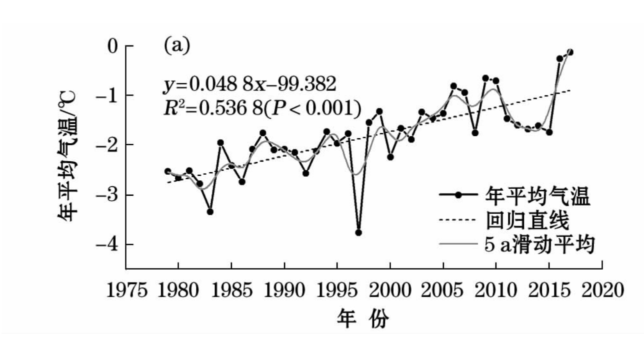
0.001的显著性检验),升温趋势十分显著,但增幅存在明显的空间差异。由图6可知,在流域西部,气温增幅较大,而在流域东部和湖泊南北两侧高山区,气温增幅较小。图7a为流域年平均气温变化,其中年均气温最低值出现在1997年,仅为－3.8 ℃,且气温突变发生在1997—1998年,1990s末期开始,增暖趋势非常显著,这与高原气温增暖趋势保持一致。从年平均气温的阶段变化可见(表1,图7b),色林错流域在1990s中期之前偏冷,年平均气温仅有2个年份(1988年和1994年)高于多年平均值,其余皆低于多年平均值,最冷时段出现在1980s(年代距平为－0.6 ℃)。1990s中期之后,气温显著升高,1998年以来,除2000年和2002年以外,其他年份逐年平均气温均高于多年平均值。2000s的平均气温达－1.4 ℃,较1980s的均值高了1 ℃,距平值为0.4 ℃。值得注意的是,2010s以来,色林错流域的升温亦呈现“升温停滞”的现象,特别是2011—2015年的年均气温较2000s初期差别不大。

表1　年、季节平均气温的年代距平

Tab. 1　Decadal mean anomalies of annual and seasonal mean temperature

	气温的年代距平值/℃			
	1980s	1990s	2000s	2010—2017年
年	－0.6	－0.3	0.4	0.6
春季	－0.5	0.1	0.1	0.4
夏季	－0.6	－0.2	0.1	0.9
秋季	－0.8	－0.4	0.5	1.0
冬季	－0.5	－0.8	1.2	0.2

1979—2017年色林错流域四季气温均呈显著升高之势(表1,图略),其中以秋季升温速率最高,升温速率达0.063 ℃·a^{-1}(相关系数r=0.676,通过信度为0.001的显著性检验);其次为夏季和冬季,升温速率为0.049 ℃·a^{-1}(均通过信度为0.005的显著性检验)。色林错流域的春季升温速率为0.03 ℃·a^{-1},春季平均气温介于－3.8～－0.3 ℃,春季平均最低和最高气温分别出现在1983年和1999年,20世纪80—90年代春季气温在波动中迅速升高,进入2000年以来,升温速率有所减缓,但仍保持较大的升温趋势。流域夏季平均气温介于5.9～9.8 ℃,季节最低平均气温出现在1980年,与春季气温变化趋势不同,夏季气温呈现波动中逐渐升高的态势。1979—1999年的夏季升温速率为0.047 ℃·a^{-1};而2001—2017年的升温速率达0.1 ℃·a^{-1}。秋季气温在1980s出现降低趋势,1990s气温在波动中变化不大,且在1997年出现近39 a来最低值,达－4.0 ℃;2000s以来,秋季气温迅速升高,2001—2017年的秋季升温速率达0.074 ℃·a^{-1},2010—2017年的气温累积距平达1.0 ℃。冬季气温1979—1999年在波动中变化不显著,1999—2005年以0.58 ℃·a^{-1}的速率迅速升高,但2005年之后冬季气温呈下降趋势。



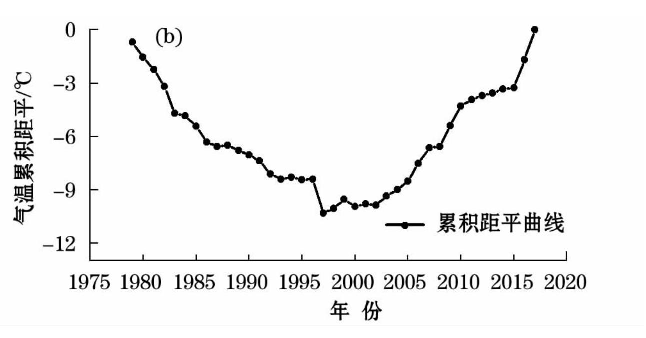


图7　1979—2017年色林错流域年均气温变化趋势与气温累积距平

Fig. 7　Variations and cumulative anomaly curve of annual mean temperature during 1979－2017 over the Selin Co basin

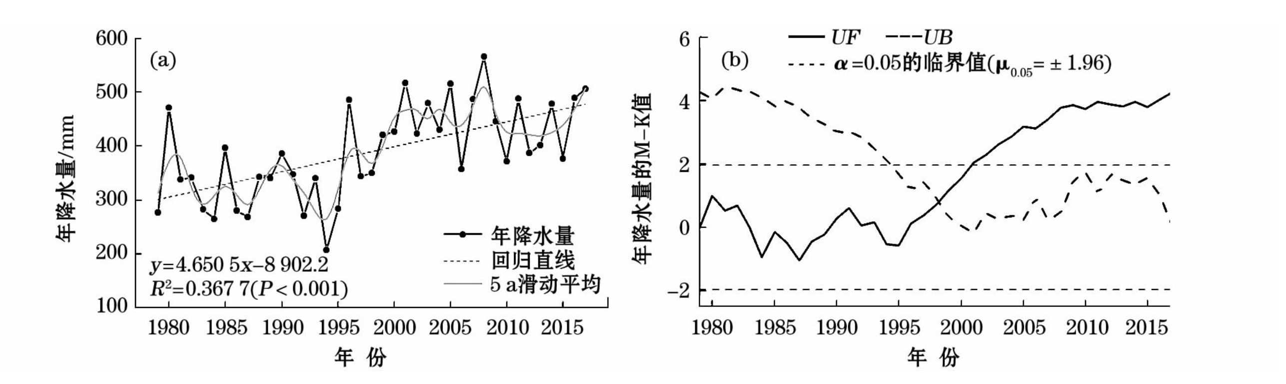


图 8　1979—2017 年色林错流域年降水量变化趋势与 Mann-Kendall 突变检验

Fig. 8　Variations and Mann-Kendall mutation test of annual precipitation during 1979－2017 over the Selin Co basin

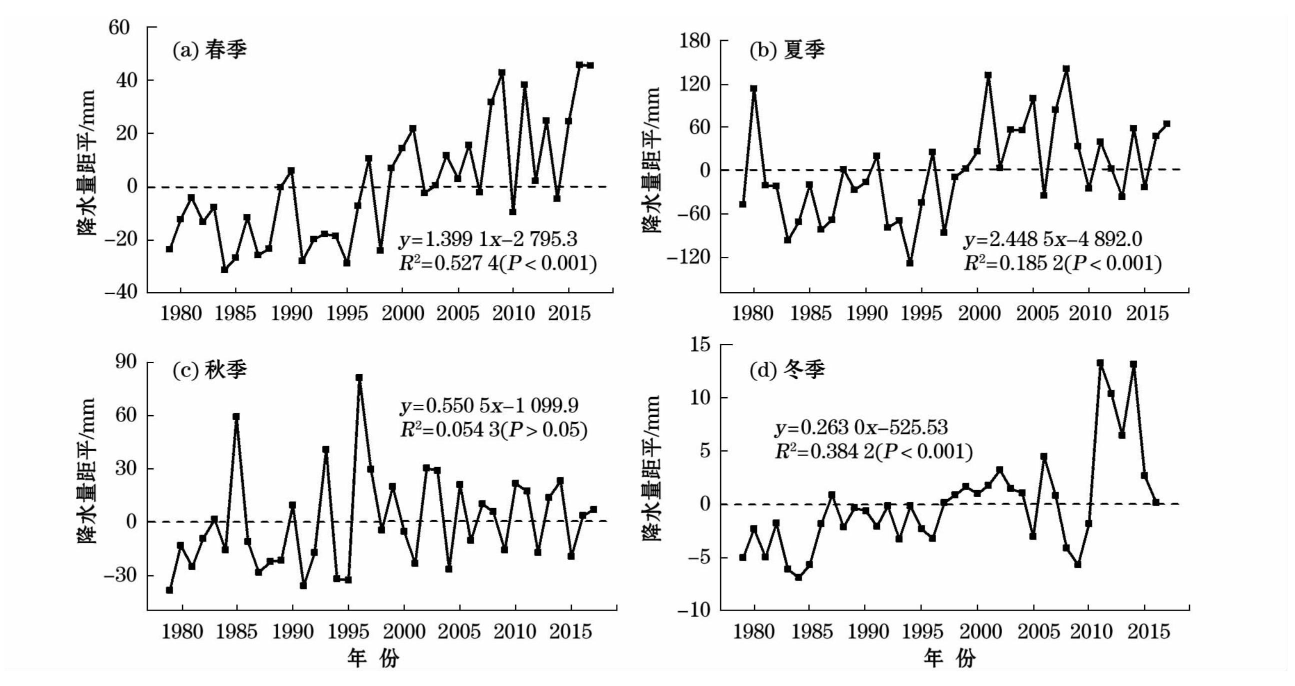


图 9　1979—2017 年色林错流域季节降水量距平的变化趋势

Fig. 9　Variations of anomalies of seasonal precipitation during 1979－2017 over the Selin Co basin

3.2　降水变化

1979—2017 年,色林错流域的年降水量普遍呈现增加趋势,且变化幅度的空间差异明显,流域内的高山区增幅较大,色林错湖区增幅较小。色林错流域平均年降水量以 4.65 mm·a^{-1}的速率显著升高(相关系数 $r=0.606$,通过信度为 0.001 的显著性检验)(图 8a),年降水量最小值出现在 1994 年,仅为 207.2 mm;年降水量最大值出现在 2008 年,达到 566.9 mm。M-K 突变检验结果表明(图 8b),流域年降水量在 1998 年发生突变,突变前后(1998—2017 年与 1979—1997 年)多年平均降水量差值达到 116.1 mm,揭示了色林错流域在 1990s 末期以来降水的显著增多。年代尺度上,1980s 色林错流域年平均降水量最小,仅为 332.5 mm;而 2000s 流域平均年降水量则高达 465.0 mm。

季节降水量的变化(图 9)以春季和冬季最为显著,分别以 1.4 mm·a^{-1}和 0.26 mm·a^{-1}的速率显著增多。春季,降水量在 1979—1998 年呈波动变化但不显著,1998 年以后,降水显著增多,增大速率为 1.8 mm·a^{-1},1999—2017 年多年平均降水量是 1979—1998 年的 2 倍之多。冬季与春季降水相似的是,1998—2016 年多年平均降水量(10.1 mm)几乎是 1979—1997 年(5.1 mm)的 2 倍。夏季,1979—1997 年降水在波动中呈微弱减少之势,1998 年之后降水亦开始显著增多;1998—2017 年多年平均降水量较 1979—1997 年增加了 73.9 mm。秋季,降水变化特征与其余 3 个季节不一致。1997—2017 年,降水量仅以 0.55 mm·a^{-1}的速率呈不显著的增

多趋势，且在1990s末期未发生明显变化，1979—1997年平均降水量与1998—2017年仅相差8.2 mm。以上分析表明，色林错流域1990s末期以来的降水量显著增多，主要集中于春、夏季和冬季，秋季降水变化并不显著，而在1990s中期以前，流域冬春季降水变化不明显。

3.3 比湿、太阳辐射和风速变化

由图10a可见，流域比湿在近39 a变化趋势并不显著，其中流域年均比湿最大出现在2006年，达3.8 g·kg^{-1}；最小值出现在2015年，仅为2.6 g·kg^{-1}。突变结果显示(图10b)，色林错流域比湿突变发生在1980s末期，而后在波动中有增大趋势，尤其在1990s中后期至2000s中期显著增大，这种增大趋势超过显著性水平0.05临界值，甚至超过0.001显著性水平。近39 a来流域四季比湿变化均不显著，总体呈现先增大后减小的趋势。春季和秋季比湿最大值均出现在1997年，比湿在时间上表现为1979—1997年在波动中逐渐增大，之后则在波动中逐渐减小；夏季和冬季的比湿变化特征也较为相似，最大值都出现在2005年，分别为7.6 g·kg^{-1}和1.4 g·kg^{-1}，但相对于夏季来说，冬季比湿变化更为显著，表现为2005年以前显著增大，2005年之后则显著减小。

1979—2017年，色林错流域太阳辐射以 -0.29 W·m^{-2}·a^{-1}的速率呈显著减小趋势，在1980s中期至2000s中期减小尤为明显(图10c)。太阳辐射的突变发生在1990s初期，1990s中后期的减小趋势超过显著性水平0.05临界值(图10d)。1980s平均太阳辐射最大，达242.0 W·m^{-2}，其他年代均值在232.4~235.1 W·m^{-2}。季节尺度上，色林错流域春季太阳辐射在近39 a来以 -0.47 W·m^{-2}·a^{-1}的速率呈显著减小趋势，最大值出现为1984年的300.8 W·m^{-2}。夏季太阳辐射在1980s中期至2000s初期减小趋势较为显著，1986—2001年夏季太阳辐射减小速率为 -1.85 W·m^{-2}·a^{-1}，2001年之后有所回升。秋季和冬季的太阳辐射变化特征与

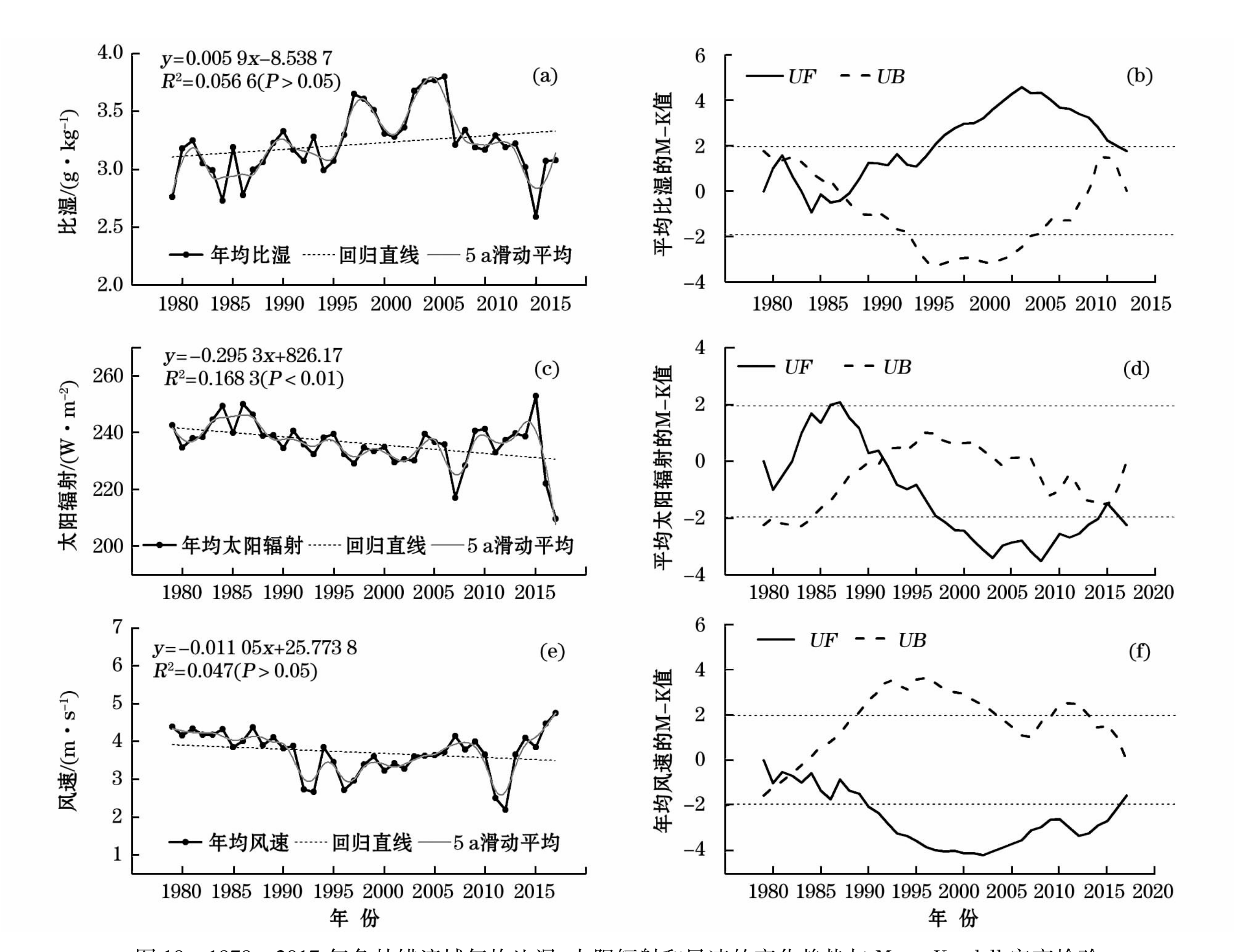
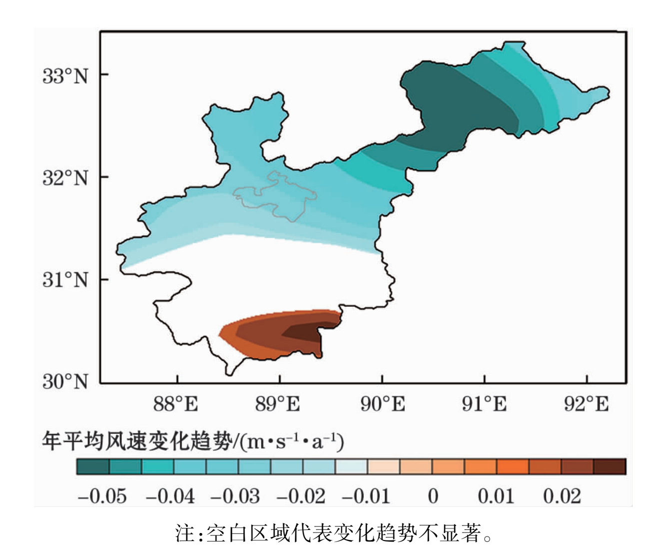


图10 1979—2017年色林错流域年均比湿、太阳辐射和风速的变化趋势与Mann-Kendall突变检验

Fig. 10 Variations and Mann-Kendall mutation test of annual specific humidity, solar radiation and wind speed during 1979 -2017 over the Selin Co basin

年均太阳辐射较为相似,1980s 中期至 2000s 中期,秋季和冬季的太阳辐射呈显著减小之势,且两季最小太阳辐射均出现在 2007 年,分别为 186.4 $W \cdot m^{-2}$和 156.4 $W \cdot m^{-2}$,之后太阳辐射均有所回升。

1979—2017 年,色林错流域的风速变化趋势呈现出空间差异(图 11),整体表现为流域南部的年均风速呈增大趋势,而北部风速呈减小趋势,其中,流域东北部风速的减小速率最大,最大减小速率可超过 0.05 $m \cdot s^{-1} \cdot a^{-1}$。由图 10e 和图 10f 可以看到,色林错流域风速自 1980s 初期开始逐渐减小,进入 1990s 以来一直持续到 2000s 初期,这种减小趋势超过 0.05 显著性水平,表明该时期风速的减小趋势十分显著。值得注意的是,最近 5 a(2012—2017 年)流域的年均风速迅速增大,由 2012 年的 2.20 $m \cdot s^{-1}$增大到 2017 年的 4.75 $m \cdot s^{-1}$。年代平均风速变化表现为 1980s 最大,可达 4.14 $m \cdot s^{-1}$,1990s 的平均风速最小,仅为 3.30 $m \cdot s^{-1}$,2000s 和 2010s 的平均风速均为 3.64 $m \cdot s^{-1}$。季节尺度上,冬季流域风速呈显著减小之势,减小速率为 -0.029 $m \cdot s^{-1} \cdot a^{-1}$,夏、秋、春季平均风速在过去 39 a 间变化均不显著,但部分阶段变化显著。其中,春季平均风速在 1979—2009 年以 -0.047 $m \cdot s^{-1} \cdot a^{-1}$的速率显著减小;夏季平均风速在 1979—1999 年以 0.048 $m \cdot s^{-1} \cdot a^{-1}$的速率显著减小,在 2000—2010 年以 0.069 $m \cdot s^{-1} \cdot a^{-1}$的速率显著增大;秋季平均风速在 1979—1996 年以 -0.076 $m \cdot s^{-1} \cdot a^{-1}$的速率显著减小,在 1997—2009 年以 0.067 $m \cdot s^{-1} \cdot a^{-1}$的速率显著增大。



注:空白区域代表变化趋势不显著。

图 11 1979—2017 年流域年均风速变化趋势的空间分布

Fig. 11 Spatial distribution of the tendency of annual mean wind speed during 1979 - 2017

4 讨 论

色林错流域气温突变发生在 1997—1998 年,与整个高原的气温突变时间一致[33]。IPCC 第五次报告指出,1997—1998 年为强厄尔尼诺年,1998—2012 年全球增温速率为 0.005 $℃ \cdot a^{-1}$,气候变暖趋缓[34],而色林错流域同期增温速率为 0.044 $℃ \cdot a^{-1}$,远远高于全球增暖幅度。相关研究[35]表明,2000 年以来太阳辐射的减弱以及海洋表层温度上升的减弱是导致全球气候变暖趋缓的主要原因,而色林错流域位于高原腹地,远离海洋,且平均海拔在 4 500 m 以上,因此,并未表现出明显的增温减缓趋势。从流域升温变化的空间分布来看,气温的增暖幅度可能与海拔高度有关。

与青藏高原各地区气温均呈显著变暖趋势不同,降水量的变化则存在明显的空间差异性。色林错流域的年降水量在 1998 年出现突变,年降水量表现为与高原一致的显著增加趋势,而青藏高原东北部的年降水量并没有明显变化。其原因可能在于青藏高原东北部的气候主要受高原季风和东亚季风的共同影响,两者在不同季节此消彼长的作用和年代际的震荡决定了该区域降水量变化的态势[21]。而色林错流域恰好处于青藏高原现代西风与印度季风交汇的过渡带范围内[36],地处青藏高原内流区,海洋水汽很难直接到达,故局地水汽再循环在大气降水过程中扮演了极为重要的角色,研究显示该区域地表水分蒸发的水汽对当地部分降水事件的贡献可高达 80%[37]。局地再循环受地方性对流环流系统的驱动,与区域下垫面特征变化的关系更为密切。近几十年来,在青藏高原升温背景下,高原中部的湖泊扩张[30]、冰川退缩及冰川融水增加[38]等均导致了局地再循环的加强。基于冰芯同位素结果的研究表明,在过去几十年中,水汽再循环对高原中西部的降水贡献率接近 50%,在最近十几年中呈现显著的增强趋势[39],因此,色林错降水的增加可能与局地水循环的加强以及大气环流的变化有关。

1979 年以来,色林错流域正经历着气温升高、降水增加、太阳辐射减弱的变化过程,多要素的相互叠加使得该流域气候系统的变化更加复杂。在流域内部,湖泊面积扩张和水位上涨不仅会淹没底湖沿岸带的牧场,还可能对湖区道路的通行带来影响[40]。降水增加引起的入湖径流增加是湖泊扩张的主因,升温引起的冰川融水增加对湖泊扩张贡献

为9.5%,而风速减弱引起的湖面蒸发的减少对湖泊扩张的贡献为14%[41-42]。因此,流域的气候变化将直接影响湖泊水量平衡过程,继而导致湖泊扩张。

目前,我国正在建设色林错国家公园,而气候变化将直接影响到色林错国家公园的生态系统,包括对湖泊水量、流域水资源、植被生长和分布、湿地环境以及野生动物等造成影响,从而进一步影响西藏地区的旅游事业发展和生态文明建设。因此,在色林错国家公园建设过程中,应当充分考虑近年来流域的气候变化趋势,积极做好气候变化响应。

5 结 论

(1) 1979—2017 年色林错流域多年平均气温为 -1.8 ℃,空间分布与海拔高度显著相关,每年5—9 月的平均气温在 0 ℃以上,其他月份则低于0 ℃,最冷月和最热月分别出现在 1 月和 7 月。色林错流域年均气温以 0.049 ℃·a^{-1}的速率显著升高,但增幅存在明显的时空差异,气温增幅较大区域出现在流域西部,而在东部和湖泊南北两侧高山区气温增幅较小。气温季节变化为秋季升温速率最高,可达 0.063 ℃·a^{-1}。但 2010s 以来,色林错流域的升温曾呈现出"升温停滞"的现象。

(2) 流域多年平均降水量为 389.4 mm,除流域东北部的降水峰值外,其他地区降水整体呈自南向北递减,降水主要集中在 6—9 月,占全年降水的80% 以上。流域平均降水量以 4.65 mm·a^{-1}的速率显著增大,高山区增幅较大,湖区则增幅较小。年降水量在 1998 年发生突变,1990s 末期以来,降水显著增多,主要集中于春、夏季和冬季,秋季降水变化并不显著。

(3) 39 a 来流域多年平均比湿为 3.2 g·kg^{-1},比湿最大的地区位于色林错湖泊及其周边区域,可能与局地湖水蒸发作用有关。年均比湿的变化趋势并不显著,整体呈微弱增大之势,但 2006 年开始呈显著减小趋势。

(4) 色林错流域太阳辐射空间分布呈自东向西逐渐增大的趋势,多年平均太阳辐射为 236.2 W·m^{-2},夏季的强对流天气频发,导致 6 月和 7 月太阳辐射略小于 5 月。近 39 a 来,流域太阳辐射以 -0.29 W·m^{-2}·a^{-1} 的速率呈显著减小趋势,1980s 中期至 2000s 中期减小尤为明显,而最近10 a,太阳辐射在波动中逐渐增大。

(5) 流域多年平均风速为 3.7 m·s^{-1},月均风速最大值出现在 3 月,最小值为 8 月。流域北部风速最大,该地区的冬季风速可达 5 m·s^{-1}以上。年均风速变化的空间差异体现在南部呈增大趋势,而北部风速呈减小趋势,减小速率以流域东北部最大。夏、秋、春三季平均风速在过去 39 a 变化均不显著,呈阶段性变化,冬季风速则呈显著减小之势。

(6) 整体而言,气温的升高和降水的增加显示了色林错流域在近几十年来显著变暖变湿的气候背景。气温的增暖幅度可能与海拔高度有关,降水的增加可能与局地水循环的加强以及大气环流的变化有关。

参考文献(References):

[1] Qiu J. The third pole[J]. Nature,2008,454(7203):393-396.

[2] Immerzeel W W,Van Beek L P H,Bierkens M F P. Climate change will affect the Asian water towers[J]. Science,2010,328(5984):1382-1385.

[3] 陈德亮,徐柏青,姚檀栋,等. 青藏高原环境变化科学评估:过去、现在与未来[J]. 科学通报,2015,60(32):3025-3035. [Chen Deliang,Xu Baiqing,Yao Tandong,et al. Assessment of past,present and future environmental changes on the Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin,2015,60(32):3025-3035.]

[4] Yang K. Observed Regional Climate Change in Tibet over the Last Decades[M]. Oxford:Oxford University Press,2017:1-41.

[5] Kang S C,Xu Y W,You Q L,et al. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau[J]. Environmental Research Letters,2010,5(1):1-8.

[6] 姚檀栋,刘晓东,王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题[J]. 科学通报,2000,45(1):98-106. [Yao Tandong,Liu Xiaodong,Wang Ninglian. The extent of climate change in the Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin,2000,45(1):98-106.]

[7] 姚檀栋,朴世龙,沈妙根,等. 印度季风与西风相互作用在现代青藏高原产生连锁式环境效应[J]. 中国科学院院刊,2017,32(9):976-984. [Yao Tandong,Piao Shilong,Shen Miaogen,et al. Chained impacts on modern environment of interaction between westerlies and indian monsoon on Tibetan Plateau[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences,2017,32(9):976-984.]

[8] Ye Q H,Zhu L P,Zheng H X,et al. Glacier and lake variations in the Yamzhog Yumco basin,southern Tibetan Plateau,from 1980 to 2000 using remote-sensing and GIS technologies[J]. Journal of Glaciology,2007,53(183):673-676.

[9] Zhang G Q,Yao T D,Piao S L,et al. Extensive and drastically different alpine lake changes on Asia's high plateaus during the past four decades[J]. Geophysical Research Letters,2017,44(1):252-260.

[10] Lei Y B,Yao T D,Bird B W,et al. Coherent lake growth on the central Tibetan Plateau since the 1970s:Characterization and attri-

bution[J]. Journal of Hydrology,2013,483:61 – 67.

[11] Zhang G Q,Xie H J,Kang S C,et al. Monitoring lake level changes on the Tibetan Plateau using ICESat altimetry data (2003 – 2009) [J]. Remote Sensing of Environment, 2011, 115 (7): 1733 – 1742.

[12] Zhang Y S,Yao T D,Ma Y Z. Climatic changes have led to significant expansion of endorheic lakes in Xizang (Tibet) since 1995 [J]. Sciences in Cold & Arid Regions,2011,3(6):463 – 467.

[13] 鲁安新,姚檀栋,王丽红,等. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究[J]. 冰川冻土,2005,27(6):783 – 792. [Lu Anxin,Yao Tandong,Wang Lihong,et al. Study on the fluctuations of typical glaciers and lakes in the Tibetan Plateau using remote sensing[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2005,27(6):783 – 792.]

[14] 孟恺,石许华,王二七,等. 青藏高原中部色林错湖近 10 年来湖面急剧上涨与冰川消融[J]. 科学通报,2012,57(7):571 – 579. [Meng Kai,Shi Xuhua,Wang Erqi,et al. High-altitude salt lake elevation changes and glacial ablation in Central Tibet,2000 – 2010[J]. Chinese Science Bulletin,2012,57(7):571 – 579.]

[15] Li D W,Li Y K,Ma B Q,et al. Lake-level fluctuations since the Last Glaciation in Selin Co (lake),Central Tibet,investigated using optically stimulated luminescence dating of beach ridges[J]. Environmental Research Letters,2009,4(4):1 – 10.

[16] 边多,边巴次仁,拉巴,等. 1975—2008 年西藏色林错湖面变化对气候变化的响应[J]. 地理学报,2010,65(3):313 – 319. [Bian Duo,Bianba Ciren,La Ba,et al. The response of water level of Selin Co to climate change during 1975 – 2008[J]. Acta Geographica Sinica,2010,65(3):313 – 319.]

[17] Zhou J,Wang L,Zhang Y S,et al. Exploring the water storage changes in the largest lake (Selin Co) over the Tibetan Plateau during 2003 – 2012 from a basin-wide hydrological modeling[J]. Water Resources Research,2015,51(10):8060 – 8086.

[18] Zhang G Q,Xie H J,Yao T D,et al. Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series MODIS data (2001 – 2010)[J]. Water Resources Research,2012,48(10):1 – 22.

[19] Zhou J,Wang L,Zhang Y S,et al. Spatiotemporal variations of actual evapotranspiration over the Lake Selin Co and surrounding small lakes (Tibetan Plateau) during 2003 – 2012[J]. Science China-Earth Sciences,2016,59(12):2441 – 2453.

[20] 刘浏,刘丽丽,索滢. 近 53 a 黑河流域水文气象要素时空演变特征[J]. 干旱区研究,2017,34(3):465 – 478. [Liu Liu,Liu Lili,Suo Ying. Spatiotemporal evolution of hydro-meteorological variables in the Heihe river basin in recent 53 years[J]. Arid Zone Research,2017,34(3):465 – 478.]

[21] 李林,李晓东,校瑞香,等. 青藏高原东北部气候变化的异质性及其成因[J]. 自然资源学报,2019,34(7):1496 – 1505. [Li Lin,Li Xiaodong,Jiao Ruixiang,et al. The heterogeneity of climate change and its genesis in the Northeastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Natural Resources,2019,34(7):1496 – 1505.]

[22] 李海东,沈渭寿,佘光辉,等. 雅鲁藏布江源区近 35 年气候变化特征[J]. 水土保持研究,2010,17(5):63 – 67. [Li Haidong,Shen Weishou,She Guanghui,et al. Climatic changes in the source region of the Yalu Zangbo river over last 35 years,China[J]. Research of Soil and Water Conservation,2010,17(5):63 – 67.]

[23] Zhang G Q,Xie H J,Yao T D,et al. Water balance estimates of ten greatest lakes in China using ICESat and Landsat data[J]. Science Bulletin,2013,58(31):3815 – 3829.

[24] 郑景云,卞娟娟,葛全胜,等. 1981—2010 年中国气候区划[J]. 科学通报,2013,58(30):3088 – 3099. [Zheng Jingyun,Bian Juanjuan,Ge Quansheng,et al. The climate regionalization in China for 1981 – 2010[J]. Chinese Science Bulletin,2013,58(30):3088 – 3099.]

[25] Chen Y Y,Yang K,He J,et al. Improving land surface temperature modeling for dry land of China[J]. Journal of Geophysical Research,2011,116(15):D20104.

[26] Yang K,He J,Tang W J,et al. On downward shortwave and longwave radiations over high altitude regions:Observation and modeling in the Tibetan Plateau[J]. Agricultural and Forest Meteorology,2010,150(1):38 – 46.

[27] He J,Yang K,Tang W J,et al. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China[J]. Scientific Data,2020,7(11):1 – 11.

[28] 阳坤,何杰. 中国区域地面气象要素驱动数据集(1979 – 2018). 国家青藏高原科学数据中心,2018. doi:10. 3972/westdc. 002. 2014. db. [Yang Kun,He Jie. China meteorological forcing dataset (1979 – 2018). National Tibetan Plateau Data Center,2018. doi:10. 3972/westdc. 002. 2014. db.]

[29] Ma N,Szilagyi J,Zhang Y S,et al. Complementary-relationship-based modeling of terrestrial evapotranspiration across China during 1982 – 2012:Validations and spatiotemporal analyses[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres,2019,124(8):4326 – 4351.

[30] Ma N,Szilagyi J,Niu G Y,et al. Evaporation variability of Nam Co Lake in the Tibetan Plateau and its role in recent rapid lake expansion[J]. Journal of Hydrology,2016,537:27 – 35.

[31] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京:气象出版社,1999:69 – 72. [Wei Fengying. Statistics Technology of Diagnose and Forecast of Modern Climate[M]. Beijing:Meteorology Press,1999:69 – 72.]

[32] Zhang T,Zhang Y S,Guo Y H,et al. Controls of stable isotopes in precipitation on the central Tibetan Plateau:A seasonal perspective [J]. Quaternary International,2019,513:66 – 79.

[33] 郑然,李栋梁,蒋元春. 全球变暖背景下青藏高原气温变化的新特征[J]. 高原气象,2015,34(6):1531 – 1539. [Zheng Ran,Li Dongliang,Jiang Yuanchun. New characteristics of temperature change over Qinghai-Xizang Plateau on the background of global warming[J]. Plateau Meteorology,2015,34(6):1531 – 1539.]

[34] Stocker T F,Qin D H,Plattner G K,et al. IPCC,2013:Summary for policymakers[C]//Climate Change 2013:The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge,U K. and New York,USA:Cambridge University Press,

2014.
[35] Kosaka Y, Xie S P. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling[J]. Nature, 2013, 501(7467): 403 – 407.
[36] Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. A review of climatic controls on $\delta^{18}O$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations[J]. Reviews of Geophysics, 2013, 51(4): 525 – 548.
[37] Kurita N, Yamada H. The role of local moisture recycling evaluated using stable isotope data from over the middle of the Tibetan Plateau during the monsoon season[J]. Journal of Hydrometeorology, 2008, 9(4): 760 – 775.
[38] Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. Nature Climate Change, 2012, 1580: 1 – 5.
[39] An W L, Hou S G, Zhang Q, et al. Enhanced recent local moisture recycling on the northwestern Tibetan Plateau deduced from ice core deuterium excess records[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2017, 122(23): 12541 – 12556.
[40] 杨日红,于学政,李玉龙. 西藏色林错湖面增长遥感信息动态分析[J]. 国土资源遥感, 2003, 15(2): 64 – 67. [Yang Rihong, Yu Xuezheng, Li Yulong. The dynamic analysis of remote sensing information for monitoring the expansion of the Selin Co Lake in Tibet[J]. Remote Sensing for Land and Resources, 2003, 15(2): 64 – 67.]
[41] Guo Y H, Zhang Y S, Ma N, et al. Quantifying surface energy fluxes and evaporation over a significant expanding endorheic lake in the central Tibetan Plateau[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2016, 94(5): 453 – 465.
[42] Guo Y H, Zhang Y S, Ma N, et al. Long-term changes in evaporation over Siling Co Lake on the Tibetan Plateau and its impact on recent rapid lake expansion[J]. Atmospheric Research, 2019, 216: 141 – 150.

Analysis of climate change in the Selin Co Basin, Tibetan Plateau, from 1979 to 2017

WANG Kun-xin[1,2], ZHANG Yin-sheng[1,3], ZHANG Teng[1,2], YU Kun-lun[1,2], GUO Yan-hong[1], MA Ning[1]
(1. *Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100101, *China*; 2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100101, *China*; 3. *Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100101, *China*)

Abstract: In this study, data from the China meteorological forcing dataset (CMFD) and Global Land Data Assimilation System (GLDAS), including air temperature (2 m), precipitation, specific humidity, wind speed (10 m) and solar radiation, were used to study the modern climate characteristics of the Selin Co Basin, as well as its spatial-temporal variations throughout 39 years from 1979 to 2017 using linear tendency estimation, the Mann-Kendall mutation test, five-year moving average, and cumulative anomaly methods. Results showed that the multi-year annual average temperature, specific humidity, solar radiation, and wind speed were −1.8 ℃, 3.2 $g \cdot kg^{-1}$, 236.2 $W \cdot m^{-2}$, and 3.7 $m \cdot s^{-1}$, respectively. The multi-year average annual precipitation was 389.4 mm. For all years, monthly average temperatures were above 0 ℃ from May to September and generally lower than 0 ℃ in the other months. Between 1979 and 2017, the annual average temperature in the Selin Co Basin increased significantly at a rate of 0.049 $°C \cdot a^{-1}$. 80% of the annual precipitation occurred between June and September. The annual average precipitation in the basin for the same period also increased significantly at a rate of 4.65 $mm \cdot a^{-1}$. Together, increased temperature and precipitation demonstrates an obvious changing climate characterized by a tendency toward warmer and wetter conditions during the last 20 years. During the same period, wind speed showed an increasing trend in the southern region and a decreasing trend in northern region, with the largest rate of decrease occurring in northeast of the basin. From east to west, the multi-year annual average solar radiation gradually increased. Solar radiation showed a significant decrease at a rate of −0.29 $W \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ throughout the last 39 years, especially from the mid – 1980s until the mid – 2000s. Moreover, while specific humidity did not show a significant change, it exhibited a significant decreasing trend since 2006. Results of this study are indicative for delineating the mechanism of lake expansion, the response of ecosystems to climate change, and phenological changes.

Key words: Tibetan Plateau; Selin Co Basin; climate characteristics; climate change; trend analysis